

Cálculo del espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante análisis espectral con el método del *multitaper*

D. Gómez-Ortiz^{1,2}, R. Tejero², J. Ruiz², R. Babín-Vich² y J.M. González-Casado³

1 ESCET-Área de Geología, Universidad Rey Juan Carlos, C/ Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. d.gomez@escet.urjc.es

2 Depto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, C/ Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid.

3 Depto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, F. de Ciencias, C-VI U. Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.

ABSTRACT

Effective elastic thickness of the Iberian Peninsula lithosphere was estimated from a coherence analysis of topography and gravity spectra. A multitaper technique was used to estimate spectra. Coherence estimates provide an average T_e value of 17 ± 3.5 km. Published flexural modelling T_e estimates support coherence results. Furthermore, we calculated T_e from previous rheological profiles of Duero and Tajo basins as well as for the Central System. We obtain T_e values ranging from 16-18 km (basins) to 12 km (Central System) consistent with coherence results. Tectonic evolution of the area involved an Early Mesozoic rifting (Late Permian-Early Cretaceous) and a subsequent tectonic inversion period. Present morphotectonic units result from Alpine deformation events (mainly Neogene). No widespread volcanism activity or/and high heat flow values has been reported during intraplate domain deformation. Iberian lithosphere response to loading could be mainly controlled by its inherited mechanical structure, rather than its thermal state.

Key words: Iberian Peninsula, effective elastic thickness, Bouguer coherence, lithospheric rheology.

INTRODUCCIÓN

El desarrollo del modelo flexural ha dado lugar a nuevas líneas de investigación diseñadas para explorar los mecanismos de compensación isostática y la respuesta de la resistencia de la litosfera a los procesos de carga y erosión. El modelo flexural isostático es un modelo de compensación regional, y supone que la litosfera responde a cargas geológicas de gran longitud de onda como una placa elástica que yace sobre un sustrato fluido débil. Las cargas son soportadas parcialmente por la resistencia de la litosfera, la cual se caracteriza por su rigidez flexural o por el espesor elástico efectivo (T_e). Uno de los métodos más ampliamente utilizados es el de la coherencia (Forsyth, 1985), que consiste en determinar la relación entre los espectros bidimensionales de la topografía y de la anomalía de Bouguer. Las anomalías gravimétricas son un parámetro sensible tanto al tamaño de la carga como a la respuesta flexural de la litosfera. Así, la respuesta gravimétrica debida al efecto combinado de la topografía superficial y de la topografía del Moho puede compararse con la anomalía observada y, mediante un proceso de prueba y error, obtener un modelo que minimice el error entre ambas.

En este estudio se ha utilizado el método espectral del *multitaper* para calcular la coherencia de Bouguer del interior de la Península Ibérica, un dominio intraplaca deformado como consecuencia de la orogenia Alpina.

MARCO GEOLÓGICO

La configuración actual de la zona central de la Península Ibérica es el resultado de una serie de eventos tectónicos ocurridos como consecuencia tanto de regímenes compresivos como extensionales. Durante el Mesozoico, la corteza Varisca experimentó varios episodios extensionales que dieron lugar a una gran cuenca sedimentaria, la cuenca Ibérica, situada en la zona oriental de la Península Ibérica. La convergencia de las placas Euroasiática y Africana desde el Cretácico Superior dio lugar a la formación de dos cadenas montañosas en los bordes norte y sur de la placa Ibérica, así como a la inversión de la cuenca Ibérica. Estas cadenas montañosas son los Pirineos junto a su prolongación hacia el oeste, la Cordillera Ibérica, en el norte, y la Cordillera Bética en el sur. Asociadas a estas cadenas montañosas se desarrollaron dos cuencas de antepaís (Ebro y Guadalquivir), asociadas a los Pirineos y las Béticas respectivamente. En el interior de la Placa Ibérica, los esfuerzos compresivos transmitidos desde sus bordes dieron lugar a dos cadenas montañosas: el Sistema Central, con una dirección E-O y NE-SO, y la Cordillera Ibérica, con orientación NO-SE. El Sistema Central se trata de un bloque cortical elevado a favor de dos fallas inversas de alto ángulo (p.e. De Vicente *et al.*, 1992). Las máximas alturas alcanzan los 2600 m, con un valor medio de 1150 m. Las fallas inversas de los bordes superponen las rocas del basamento a materiales terciarios

pertenecientes a las cuencas del Duero y del Tajo. En ellas, los sedimentos continentales alcanzan un espesor que llega a superar los 3000 m, localizándose sus depocentros según surcos paralelos a los márgenes de las cadenas montañosas y zonas aledañas (p.e. Querol, 1989, entre otros). Hacia el oeste y sur de las cuencas del Duero y el Tajo se encuentra el Macizo Ibérico, un extenso afloramiento de rocas del basamento Varisco que constituye la parte occidental de la Península Ibérica.

De acuerdo a la información sísmica disponible, el espesor de la corteza en la zona central de la Península Ibérica presenta un valor medio de 31 km (ILIHA DSS Group, 1993). En el Sistema Central, la corteza se encuentra engrosada y el Moho desciende hasta los 34 km (Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993). Algunos autores indican también la existencia de un engrosamiento cortical bajo la Cordillera Ibérica, para la cual algunos modelos gravimétricos sugieren un espesor de 40 km.

DATOS GRAVIMÉTRICOS Y TOPOGRÁFICOS

Dos son las fuentes de datos gravimétricos usadas en este estudio. La primera de ellas corresponde a 2892 estaciones gravimétricas propias que cubren un área de 23657 km² en el centro peninsular. La segunda corresponde a los datos del mapa de anomalía de Bouguer de la Península Ibérica obtenidos por el Instituto Geográfico Nacional con los que se ha aumentado el área de estudio a un tamaño total de 600 km tanto en dirección N-S como E-O. Los datos gravimétricos correspondientes a las pequeñas zonas marinas del área suroriental de la zona de estudio proceden de altimetría de satélite. Todas las medidas gravimétricas han sido corregidas del efecto de las mareas lunisulares, así como las reducciones de aire libre y de Bouguer. La corrección topográfica se ha realizado hasta los 166,7 km. Una comparación de 469 estaciones duplicadas para los dos conjuntos de datos ha arrojado un error medio cuadrático entre ambos de $\pm 0,88$ mGal, lo que constituye un error muy aceptable para un estudio regional, indicando que ambos conjuntos de datos pueden usarse conjuntamente. El valor de densidad de reducción utilizado ha sido de 2670 kg m⁻³ (Fig. 1a).

Los datos topográficos (Fig. 1b) se han obtenido del modelo digital de elevaciones. Los datos batimétricos se han obtenido del conjunto de datos de elevaciones ETOPO5. Tanto los datos de anomalía de Bouguer como topográficos han sido interpolados a una malla regular de 10 km de espaciado usando el método del *kriging*.

La topografía de la Península Ibérica (Fig. 1b) muestra cadenas montañosas y valles fluviales con direcciones comprendidas entre E-O a NE-SO y NO-SE. El mapa de anomalía de Bouguer muestra un mínimo gravimétrico en el interior de la Península Ibérica, dentro del cual existe una serie de máximos y mínimos gravimétricos relativos con orientaciones NE-SO y NO-SE (Fig. 1a). A partir de una comparación preliminar de los mapas gravimétrico y topo-

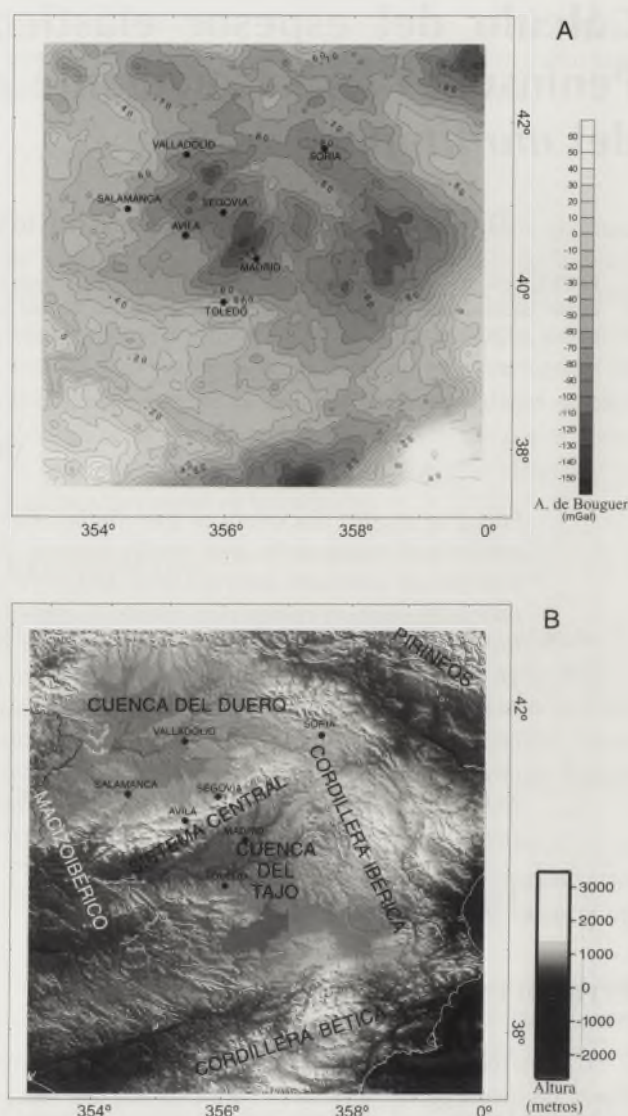


FIGURA 1. Conjuntos de datos usados para calcular el Espesor Elástico Efectivo: a) Mapa de anomalía de Bouguer del área de estudio. Intervalo de isoanómalas: 10 mGal.; b) Modelo digital de elevaciones de la zona de estudio obtenido a partir de los datos topográficos del GTOPO30.

gráfico pueden establecerse algunas relaciones espaciales entre ambos. Así, los mínimos gravimétricos corresponden en general con las máximas alturas asociadas al Sistema Central y la Cordillera Ibérica.

ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO DE LA LITOSFERA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Se ha determinado el espesor elástico efectivo de la litosfera de la Península Ibérica mediante el análisis de la coherencia entre los espectros de la topografía y la anomalía de Bouguer. El análisis espectral se ha llevado a cabo mediante el método del *multitaper*. Una información detallada acerca de la aplicación de este método a los estudios isostáticos puede encontrarse en Simons *et al.* (2000).

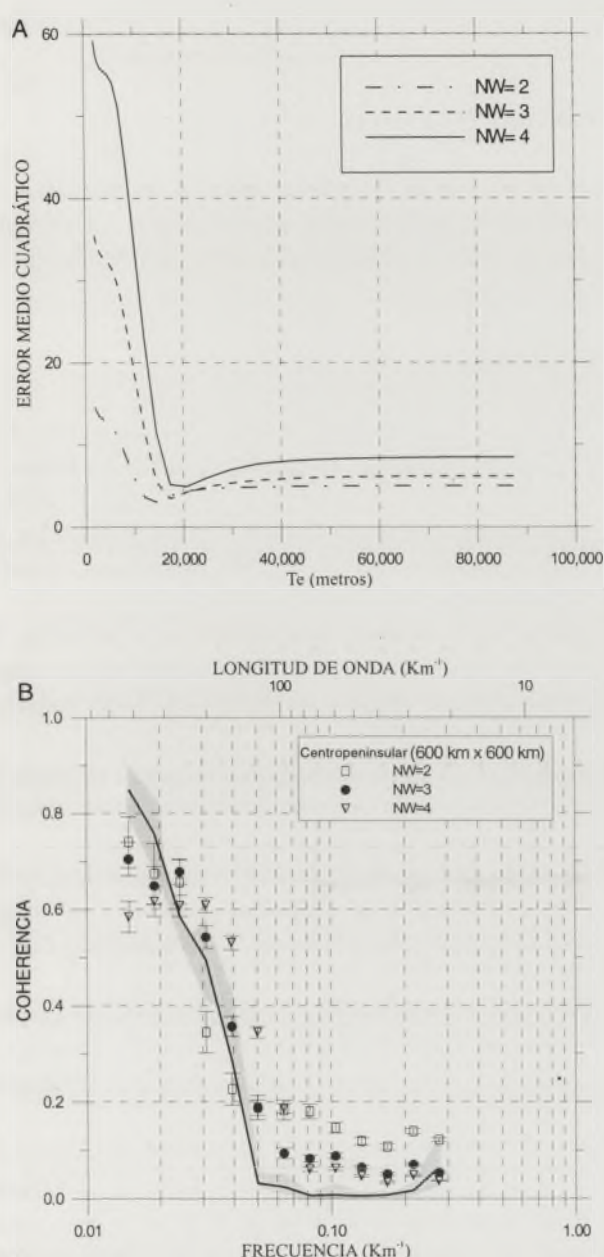


FIGURA 2. a) Error medio cuadrático entre la coherencia observada y la teórica para tres valores de NW. b) Coherencia observada (cuadrados para NW=2, círculos negros para NW=3 y triángulos para NW=4) frente a la teórica. Las curvas de coherencia teórica para $T_e=14$ y 21 km representan los límites de la zona gris; la línea negra continua representa la coherencia teórica para $T_e=17$ km.

La figura 2 muestra los gráficos de coherencia y el error medio cuadrático obtenidos para la zona de estudio. Los parámetros utilizados para el cálculo de la coherencia están resumidos en la tabla 1. En todos los análisis, el parámetro f (relación entre la carga superficial y la carga interna) se ha mantenido constante e igual a 1 para las longitudes de onda muy grandes, ya que la coherencia no es un parámetro muy sensible a los cambios en f (Forsyth, 1985). La coherencia se ha estimado para diferentes valores del parámetro NW (2, 3 y

4) el cual controla la resolución del análisis, siendo la resolución mayor cuanto menor es el valor del parámetro (Simons *et al.*, 2000). Como se muestra en la figura 2, valores de NW cada vez más elevados proporcionan valores de coherencia más bajos tanto para las longitudes de onda mayores como para las más cortas. El error medio cuadrático entre la coherencia observada y la calculada para los diferentes valores de NW se ha utilizado para determinar la fiabilidad de la estimación de la coherencia. Así, el error medio cuadrático revela un mínimo bien definido para un valor de T_e de 14 km (Fig. 2a) para NW=2, 17 km para NW=3 y 21 km para NW=4. A partir de estos valores, el error medio cuadrático se incrementa de nuevo estabilizándose a para valores de T_e mayores de ~40 km. La figura 2b muestra la coherencia observada frente a la teórica para un T_e de 14, 17 y 21 km. Como cabría esperar a partir del fundamento del método, no existe una relación coherente entre la topografía y la anomalía de Bouguer para longitudes de onda pequeñas. La curva de coherencia predicha correspondiente a un $T_e=17\pm3,5$ km es la que muestra un mejor ajuste a la coherencia observada en la longitud de onda de la transición desde los valores de coherencia altos a los bajos. Puesto que dicha longitud de onda de la transición desde valores de coherencia altos a bajos es un indicador de la longitud de onda flexural característica de la parte elástica de la litosfera, podemos afirmar que un valor medio de T_e de $17\pm3,5$ km caracteriza a la litosfera Ibérica. Además, tanto las estimaciones más altas como las más bajas de T_e se encuentran dentro del margen de error para el valor de $T_e=17$ km. En todos los casos, a grandes longitudes de onda la coherencia observada es algo inferior a la predicha. Este efecto ha sido ya descrito previamente (p.e. Simons *et al.*, 2000), y puede atribuirse a diferentes factores, tales como las diferencias entre las condiciones del modelo cortical de partida y el real, o a la dificultad en la determinación de la relación entre las cargas superficiales y las internas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Nuestras estimaciones del valor de T_e a partir del análisis de la coherencia arrojan un valor medio de $17\pm3,5$ km para el interior de la Península Ibérica. Algunos autores han sugerido que el método de la coherencia usando la técnica del multitaper puede dar lugar a que el valor del espesor elástico de la placa sea subestimado. Por el momento y para la zona estudiada, se han llevado a cabo determinaciones previas del valor de T_e mediante la modelización flexural. Así, distintos autores han obtenido valores de T_e entre 10-35 km para la cuenca del Ebro, 7 km para la cuenca del Tajo, 10 km para las Cordilleras Béticas y entre 7-13 km para la cuenca del Guadalquivir. Perfiles reológicos obtenidos para las cuencas del Ebro, Duero y Tajo, así como para el Sistema Central, muestran una corteza inferior con un comportamiento predominantemente débil y un manto superior litosférico resistente (p.e. Tejero y Ruiz, 2002, entre otros). Con el fin de comparar nuestras estimaciones del valor de T_e con las obte-

Tabla 1. *Parámetros usados para el cálculo de la coherencia teórica.*

Parámetro	Valor
Relación de Poisson, ν	0,25
Módulo de Young, E	10^{11} N m ⁻²
Densidad de la carga topográfica	2670 kg m ⁻³
Contraste de densidad corteza-manto litosférico	440 kg m ⁻³
Espesor cortical medio	31 km

nidas a partir de los perfiles reológicos, hemos calculado el valor de T_e para los perfiles reológicos obtenidos por Tejero y Ruiz (2002) para las cuencas del Duero y Tajo, así como para el Sistema Central, siguiendo una metodología estándar. De esta manera, los valores de T_e obtenidos son de 16-18 km para las cuencas y de 12 km para el Sistema Central. El valor más bajo de T_e obtenido para el Sistema Central puede ser debido al carácter débil del manto superior en esta zona, de tal manera que no tendría una contribución significativa de cara a la resistencia total de la litosfera.

De manera general, los valores bajos de T_e están relacionados con altos valores de flujo térmico y suelen caracterizar provincias termotectónicas jóvenes. En la zona estudiada, el flujo térmico actual en superficie varía entre 50 y 70 mW m⁻² (Fernández *et al.*, 1998). La actividad termal más joven corresponde a un enfriamiento hidrotermal que tuvo lugar hace aproximadamente 20 ± 10 Ma en la parte más oriental del Sistema Central (Tornos *et al.*, 2000). Únicamente en la parte centro-meridional del área de estudio existe actividad volcánica. Dicha actividad comienza en el Mioceno Superior y el último evento volcánico tiene lugar hace aproximadamente 1,75 Ma (p.e. López-Ruiz *et al.*, 2002). Dentro de la Placa Ibérica, la colisión entre las placas Euroasiática y Africana dio lugar a la formación de cadenas montañosas y cuencas asociadas. Previamente tuvo lugar en la Península Ibérica una etapa de rifting durante el comienzo del Alpino (finales del Pérmico-comienzos del Cretácico). Así, la litosfera Varisca ibérica experimentó un adelgazamiento litosférico y una deformación extensional durante la cual se reactivaron estructuras previas y la litosfera desarrolló una nueva estructura mecánica. Por ello, durante las etapas compresivas alpinas, la respuesta de la litosfera ibérica a la carga podría haber sido controlada principalmente por su estructura mecánica previa más que por su estado termal.

Los valores de T_e para la litosfera Ibérica obtenidos en este estudio oscilan entre 14 y 21 km, con un valor medio de $17 \pm 3,5$ km. Dichos valores muestran un buen grado de coincidencia tanto con los resultados procedentes de la modelización flexural como de los perfiles reológicos obtenidos para diferentes unidades tectónicas. Futuras investigaciones centradas en unidades tectónicas individuales pueden proporcionar un conjunto de datos más amplio para el análisis

de las propiedades mecánicas de la litosfera Ibérica y permitirán también acotar las estimaciones del T_e .

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos de investigación PR1/03-11670 de la Universidad Complutense, PB 98-0846 y BTE2003-03902 del Ministerio de Ciencia Tecnología.

REFERENCIAS

- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Bergamín, J.F., Tejero, R., Rivas, A., Hernández-Enrile, J.L., Giner, J., Sánchez-Serrano, F., Muñoz, A. y Villamor, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. En: *III Congreso Geológico de España*, Salamanca, España, 284-289.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998): Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 219: 29-53.
- Forsyth, D.W. (1985): Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 90: 12623-12632.
- ILIHA DSS Group (1993): A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221(1): 35-51.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M. y Doblas, M. (2002): Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula, En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, Londres, 417-438.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Dpto. de Ingeniería Geológica), Madrid, España, 48 p.
- Simons, F.J., Zuber, M.T. y Korenaga, J. (2000): Isostatic response of the Australian lithosphere: Estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis. *Journal of Geophysical Research*, 105: 19163-19184.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 51: 226-234.
- Tejero, R.M. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350: 49-62.
- Tornos, F., Delgado, A., Casquet, C. y Galindo, C. (2000): 300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System. *Mineralium Deposita*, 35(6): 551-569.